

A CSAPADÉK ERÓZIÓS TÉNYEZŐJÉNEK (R) JÖVŐBENI TÉRBELI ÉS IDŐBELI ALAKULÁSA A KLÍMAVÁLTOZÁS FÜGGVÉNYÉBEN MAGYARORSZÁGON

MEZŐSI GÁBOR és BATA TEODÓRA

*Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék 6722, Szeged, Egyetem u. 2.
E-mail: mezosi@ geo.u-szeged.hu*

Összefoglalás: Sok regionális modell (pl. REMO, ALADIN, PRECIS) azt jelzi, hogy az előre jelzett kevesebb csapadékeseményt nem lényegesen kevesebb csapadékmennyiség kíséri. Ez a csapadék intenzitásának növekedését jelzi. Logikus kérdés, hogy ez hosszabb távon (amennyire a modellek korlátai lehetővé teszik) hol, milyen mértékű intenzitásváltozást valószínűsít. Az eső intenzitása elfogadottan a talajerózió egyik kulcstényezője, azaz ennek ismeretében körvonalazhatóak azok a területek, ahol a talajerózió mértéke jelentősebb lehet, körvonalazhatók azon intézkedések helyei, amelyekkel az erózió mértéke csökkenthető. Az EU célul kitűzött neutrális eróziós hatáshoz pedig mindenütt szükségesek lehetnek ezek az információk. A 2000–2013-as évekből 4 állomásról gyűjtve 30 perces csapadék adatokat, kiszámoltuk a Kárpát-medencére becsülve az intenzitás mértékét. Ennek alapján összefüggést számoltunk az intenzitásnak a mért adatai és az Módosított Fournier index értékei alapján (a korreláció 0,75 volt). A regionális éghajlati modellek kombinációja alapján 2100-ig lehetett a csapadék adatokat előre becsülni és erre az adatorra az előző összefüggés statisztikai kapcsolatát számítva meg tudtuk becsülni a csapadékinintenzitás időbeli és térbeli alakulását.

Kulcsszavak: csapadékinintenzitás, R érték regionális különbsége, REMO és ALADIN modelladatok

1. BEVEZETÉS

Magyarországon az egyik legnagyobb környezeti veszélyt, környezeti kárt a talajerózió hatása jelenti. Ennek nagyságára sok becslés született, azt 2 millió ha körülire teszik (Stefanovics 1992). A talajerózió regionális változási tendenciáinak hosszabb távú előre jelzéséhez elsősorban a dinamikus paraméterek tényezők előre becslését kell használnunk. (Az EU 2015-ben megfogalmazott ambiciózus célja a talajerózió nulla mértékre csökkentése.) A jelenlegi elemzés célja a dinamikus paraméterek közül a csapadék eróziós potenciál változásnak időbeli előre becslése. Ezzel a talajerózió egyik legfontosabb tényezőjéről kaphatunk információt. A csapadékinintenzitás időbeli és térbeli változásának kimutatása, még ha csak tendenciákról is van szó, fontos információ lehet a középtávú, az erózió hatását csökkentő beavatkozásokhoz. A talajerózió mértékének becsléshez még további dinamikus (felszínborítás) és számos statikus tényező is szükséges lehet a domborzati és talajadatok mellett. A jelenlegi elemzés ebből csak az R érték nagyobb ívű változásait vállalja bemutatni. A sok alkalmazott regionális éghajlati modell adataiból eredő bizonytalanság mellett számolni kell azzal is, hogy a közepes, néhány évtizedes időtáv olyan társadalmi-gazdasági következményekkel járhat, amely az előre jelzett klíma-, ill. a felszínborítási adatokat is változtathatja. Az eredmények ilyen korlátok között értelmezhetőek.

A talajeroziós folyamatot sok elméleti és tapasztalati modellel jellemzik. A folyamatban szereplő paraméterek köre azonban jól körül határolható. Az alkalmazottak közül pl. általános talajvesztési egyenletben az esőintenzitás és a felszínborítás (C) dinamikus, a többi statikus paraméter. A csapadék intenzitása és a vele kapcsolatos eróziós potenciál számítása összetett feladat. A csapadék eróziós faktora (R) úgy állítható elő, hogy az adott időszakra minden csapadékesemény energiaértékét összegezzük (Wischmeier és Smith 1978, Wischmeier 1959). Számszakilag ezt a csapadék kinetikai energiaértékének (E) és a 30 perc alatti csapadékinintenzitás szorzatával lehet megkapni ($E \cdot I_{30}$). Az eróziós érték (R) a helyileg jelentkező záporok eróziós potenciálját együttesen fejezi ki (1. táblázat). A számítás logikája ugyan az 1960-as évekig (Wischmeier 1959) nyúlik vissza, de igazi elismerést a talajvesztési egyenlet (1978) általános használatává válásával szerzett (mint annak beépített paramétere).

1. táblázat A csapadék eróziós tényezőjének számítása

$R = E \cdot I_{30} / 100,$ <p>ahol R – csapadék eróziós tényezője (MJ/ha.cm/h), I_{30} – 30 perces időtartamban a csapadék max. intenzitása (cm/h), E – a csapadék teljes kinetikus energiája (J/m^2)</p> $E = \sum_{i=1}^n E_i,$ <p>ahol E_i – a csapadék esemény i-edik szegmensének kinetikus energiája (n a szegmensek száma)</p> $E_i = (206 + 87 \cdot \log I_{si}) \cdot H_{si},$ <p>ahol I_{si} – a csapadék i-edik szegmensének intenzitása ($cm\ h^{-1}$), H_{si} – az i-edik szegmens csapadék mennyisége (cm)</p>
--

Magyarországon az R faktor értéke 360 és 1000 közötti (Panagos et al. 2015), amelyet nem nagy szórás jellemez a homogén környezeti adottságok miatt. (A számítás 30 állomás 1998–2013 közötti 10 perces csapadékadata alapján készült.) Ez európai léptében átlagos mérték, ami messze elmarad a kontinens nagy esőintenzitású 4000–6000 $MJ\ ha^{-1}$ -os értékeitől. A korábbi magyar lokális mérési eredmények általában ebben az intervallumban mutattak adatot (Kertész és Richter 1997: 49–59 $MJ\ ha^{-1}$, Centeri 2002: 76 $MJ\ ha^{-1}$, Jordán et al. 2004: 809 $MJ\ ha^{-1}$, Szűcs 2012: 60–512 $MJ\ ha^{-1}$). A homogenitás a magasságban, az éghajlati típusban és az általános vízháztartásban fejeződik ki, ugyanakkor az eltérő talajadottság eltérő területhasználatot igényelne a talajerozió csökkentéséhez. A környezeti tényezők viszonylagos homogenitása ellenére láthatóak (ha másutt nem a hatásukban) a területi különbségek. Ezen térbeli különbséget kívántuk a jövő időszakokra vonatkozóan is becsülni.

A csapadékinintenzitás számítását két különböző, eltérő koncepciójú módszerrel lehet megközelíteni. Az egyik nagy időbeli felbontású, min. 30 perces sűrűségű csapadék adatokat használ, a másik típus nem rendelkezik ilyen nagy időbeli felbontású adatokkal, könnyebben elérhető csapadékadatokkal kívánja számolni az intenzitást. Olyan paraméterekkel, amelyek a R-rel szignifikáns korrelációban vannak. Ez a gyakori helyettesítő számítás alkalmazása is mutatja, nincs igazán elfogadott és széles körben is kivitelezhető mérési módszer a csapadékinintenzitásra. Különböző csapadékok mennyiségi (pl. 12,7 mm-nél kisebb mennyiséggel járó, egyébként az E_i -nél alapértelmezett esemény) és minőségi (pl. rögzített csepp méretarány) melletti megszorítások mellett alkalmazhatóak ezek az összefüggések, és azok $MJ\ ha^{-1}$

1 cm h^{-1} értékre konvertálhatóak. Magának az alkalmazott tapasztalati képleteknek az a gyengéje, hogy az több évtizedes csapadék adatsor létezését feltételezi, és a korrelációt parcellákon tesztelték. Az eróziós faktor (R) általában hosszú évek átlagértéke.

A csapadék eróziós tényezőjének számításához szükséges (megfelelő részletességű) adatok általában nem állnak rendelkezésre, ezért nagyon sok alternatív paramétert dolgoztak ki a napi ill. az éves csapadékadatok felhasználásával, amelyek helyettesíthették az R faktor értékét. Ezek a jellemzően kisebb területet érintő általában max. mezoszinten használt indexek gyakran legalább olyan jó korrelációt mutattak a talajerózióval, mint az R index (pl. Fournier p^2/P index, REM index, Lal's Aim index, P/St universal index) (Fournier 1960, Arnoldus 1980, Daidato 2007, Onchev 1985, Sauerborn et al 1999, Renard et al. 1994) (2. táblázat). Ezek az indexek gyakran legalább olyan erős korrelációt mutatnak a csapadék eróziós indexével, mint a Wischmeier által számított $E \cdot I_{30}$ -val. A csapadék eróziós tényezőjét (R) más csapadékadatokon keresztül is megbecsülni kísérelték, de ezek többnyire nem váltották be a várakozást (pl. Deumlich et al. 2006).

2. táblázat A csapadék eróziós értékének néhány alternatív számítási módszere

Szerző	Csapadék erozivitás néhány alternatív számítási módszere	
Fournier 1960	$F = p^2 / P$, ahol p átlagos havi csapadék, P átlagos évi csapadék	Fournier index
Arnoldus 1980	$MFI = \sum_{i=1}^{12} p_i^2 / P$, ahol p_i átlagos havi csapadék, P átlagos évi csapadék	Módosított Fournier index
Onchev 1985	$R = P / S_0$, ahol P a 9,5 mm-nél nagyobb intenzitású csapadék, S_0 a $0,18 \text{ mm min}^{-1}$ nagyobb csapadékkal járó vihar ideje	Csapadék eseményenkénti univerzális index
Renard és Freimund 1994	$R = 0,07397 \cdot F^{1,847}$ $R = 95,77 - 6,08 \cdot F + 0,477 \cdot F^2$	$F < 55 \text{ mm}$ $F \geq 55 \text{ mm}$
Sauerborn et al. 1999	$R_s = -33,2 + 2 \cdot FIM_s$ ($r^2 = 0,64$)	Fournier index – nyári hónapokkal
FAO és Colotti 2004	$R = a \cdot MFI + b$	a és b két regionálisan meghatározott paraméter
Deumlich et al. 2006	$R = -12,98 + 0,0783 \cdot P$, ahol P évi csapadék	Éves átlagos csapadék
Diodato és Bellocchi 2007	$R_m = b_0 \cdot [p_m(f(m) + f(E, L))]^{b1}$	R_m : havi csapadék alapján
Eltaif et al. 2010	$R = 4 \cdot 10^{-6} \cdot F^{3,5874}$	Havi csapadékadatokkal
Hernando és Romana 2015	$R = 0,15 \cdot P$, ahol P éves csapadékadat $R = 2,51 \cdot F$, ahol F Fournier index $R = 1,05 \cdot MFI$, ahol MFI módosított Fournier index	> 5 éves szimulációnál > 10 éves szimulációnál > 10 éves szimulációnál

A nagyszámú mérés eredménye az, hogy nem adható meg egyedüli biztos módszer a csapadék erozivitási tényezőjére a hatótényezők nagy száma és terület specifikus jellege miatt (noha pl. a talajerózió miatt is fontos lenne ez). Az erózió nagyságának méréséhez térben és időben is kiterjedt adatgyűjtés szükséges (pl. 10–30 perces és megfelelő számú állomás, vagy pluviográf). Ezek gyakran nem álltak/állnak rendelkezésre, ezért számos módszer született ennek az értéknek a becslésére egyszerűbben előállítható adatokkal (2. ábra). Az R faktort többen is, mint a talajerózióval szignifikánsan korreláló indexet mutatták be (Wischmeier 1959, Wischmeier és Smith 1978, Lo et al. 1985). A csapadékerózióhoz számos más alternatív indexet is kapcsolnak. Ezek nagy része szoros korrelációt mutatott a havi és évi átlagszapadékokkal számoló Fournier indexszel (1960), ami az erózió értékét a p^2/P (havi átlagos/évi

csapadék) összefüggéssel jellemezte. Későbbi módosítással (MFI) ez korreláció még szorosabbá vált, ami végül is a talajerózióhoz kötődő kapcsolatot mutatta.

A talajeróziós modellekhez szükséges csapadék információk igen idő- és költségigényes munkát jelentenek, ami gyakran nem jár mérhető haszonnal. A hosszabb távára vonatkozóan az R érték gyakran jól korrelál más könnyen elérhető csapadék adattal. Persze az eredmény általában is igaz: magas eróziójú csapadék magas R értéket eredményez. Az alternatív megoldások közül emiatt a könnyen elérhető havi/évi csapadékokat vizsgálták, sokan extrém értékekre is pl. 100 mm feletti csapadék. Mások a nagyobb, 100 feletti állomászámokban vagy az extra értékek kizárásában (pl. 1000 mm felett, téli csapadék kizárása) láttak biztosítékát annak, hogy az MFI és az R korrelációs kapcsolat szorosabbá (jellemzően 0,8 feletti) váljon (Renard 1997, van Dijk et al. 2002, Hernando 2015).

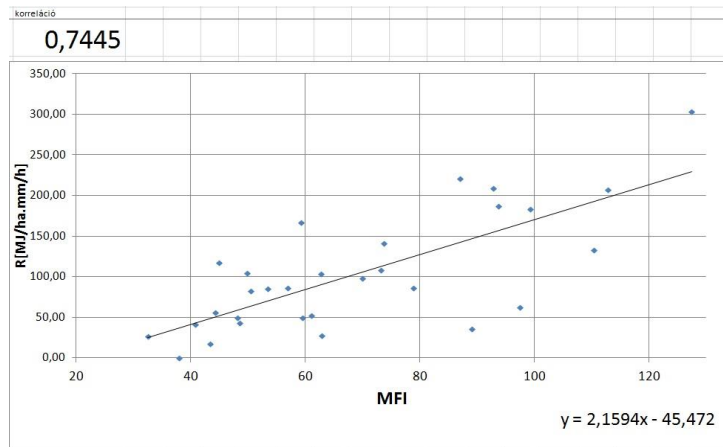
2. ALKALMAZOTT MÓDSZER

Az alkalmazott módszer az alábbi lépésekből állt:

- Magyarországon 4 meteorológiai állomásának (Szeged, Agárd, Pécs, Debrecen) 10 perces csapadékadata alapján az 1. táblázatban bemutatott képletsor alapján számoltuk az R értéket a rendelkezésre álló 1999–2014-es adatsor felhasználásával. Ugyanerre az időszakra a módosított Fournier indexet az átlagos havi és átlagos évi csapadékok alapján a 2. táblázatban feltüntetett módon számítottuk. Ezen csapadékintenzitás (R) és módosított Fournier index (MFI) adatsorokra korrelációt számoltunk.
- A REMO, ALADIN regionális modellek alapján erre az évszázadra a napi adatok átlagolásával havi és éves csapadékadatokot számoltunk (Mezősi et al. 2013). Ezek a modellek nem szolgáltattak részletes csapadékesemény adatokkal, amelyekkel az esőintenzitás térbeli és időbeli változását becsülni lehetett volna. Ezekkel az átlagértékek voltak az erre az évszázad szakaszaira vonatkozó MFI értékek alapadatai.
- Ez R és MFI közti korrelációs összefüggést használtuk fel az erre az évszázadra vonatkozó számításokhoz. Ezt lineáris kapcsolatként felhasználva az erre az évszázadra vonatkozó MFI értékek ismeretében az R értékek becsülhetőek voltak. A kapcsolat FAO által számított lineáris jelleg mellett – amit a vizsgálat is használt – más kapcsolat is értelmezhető (2. táblázat).
- Az R értékek számítása a 2021–2050-es és 2071–2100-as időszakra történt. Az átlageredményeket a közelebbi és távoli jövőre is 5 éves átlagokként állítottuk elő és az adatokat térképen rögzítettük. A térképeket a megadott települések adataira vonatkozó krigeléssel szerkesztettük. A kisszámú adat korlátozza a statisztikai alapú térkép készítését. Ezt a hátrányt csökkenti, hogy az eredmények a két időintervallumra figyelemfelhívó céllal születtek. Nem lehetett cél a számított modelladatok korlátossága, bizonytalansága, ill. az alkalmazott számítás behatárolt lehetőségei miatt a csapadékintenzitás pontosabb helyi és időbeli becslése. A kevés adatok alapuló geostatistikai módszert kissé javította a Gauss-féle folyamat regresszió alkalmazása, ami lényegében (a kis domborzati különbség ellenére) magasságot, mint az R érték mintázatát javító tényezőt bevonása az térkép előállításába (Goovaerts 1999).

EREDMÉNYEK

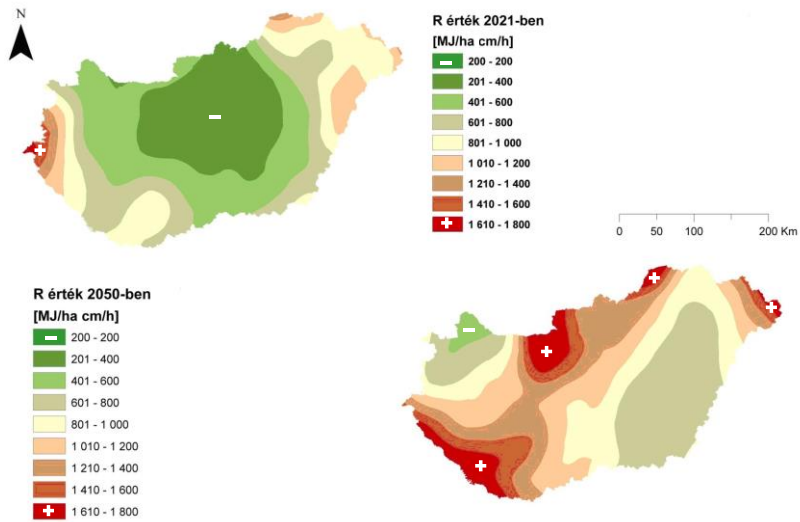
Az 1999 és 2014 közötti időkre vonatkozó mért adatokra számított R érték korrelációs kapcsolatát számoltuk a módosított Fournier értékkel (MFI) lineáris viszony esetén (1. ábrán). Az adott időszakban több mint három tucat 12,7 mm-nél nagyobb csapadékesemény történt. A kapott 0,74-es korrelációs érték szignifikáns kapcsolatot mutat a két tényező között, hiszen ez a határ 1%-os valószínűség mellett 0,4. Erre a kapcsolatra Hernando és Romana (2015) kisebb spanyol területen hosszabb időszakra, 8 állomás felhasználásával, 0,8 feletti korrelációt számolt. Ez azt a korábban már bemutatott, az R és az F/MFI/P közötti széles körben már igazolt kapcsolatot erősíti meg, ami ebben az esetben nem zár ki további elemzéseket.



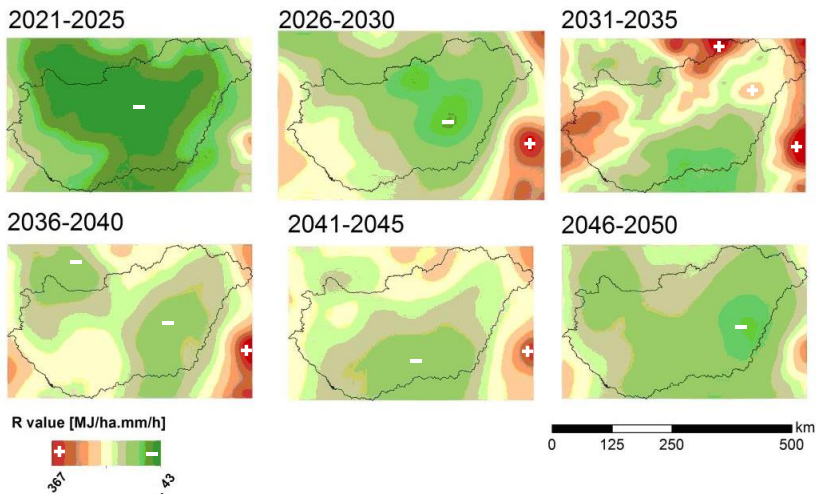
1. ábra Az 1999–2014 közötti 10 perces adatok alapján mért csapadékinintázás és a számított MFI érték viszonya

A csapadékinintázás változását évenkénti bontásban is lehet tárgyalni. Az modellezett adatokat használó R értékek éves eredményei a 30 éves időtartamban növekednek. A REMO és az ALADIN modell átlagértékeivel számolva egy-egy példát mutatunk be a 2021–50 időszakból kiragadva. Ezek az eredmények azt szemléltetik, hogy térben és időben is változik az intenzitás (2. ábra). Az értékek kezdetben az elmúlt 25 év átlagára jellemző 750 körüli MJ ha⁻¹ nagyságúak (Panagos et al. 2014), növekedésük a 2021–2050 években jól megfigyelhető. Az R mintázatának változása gyakran a domborzat (még ha szerény is) és a csapadékmennyiség eltérésit követi. Ami jelentősebb változás az az R adatok szórásában látható, ennek mértéke nagyobb, mint az R értékek növekedése. Az éves adatok 2. ábrán történő bemutatása példaképp szolgál. A bizonytalan, modellezett alapadat hosszabb idősor átlag értékek alapján értékelhető.

A 3. ábrán a közelebbi időtartamra modellezett R értékeket 5 éves bontásban jelenítettük meg. A rövid időszak átlagadatai azt támasztják alá, hogy nem lehet könnyen felismerhető, megalapozottnak tűnő következtetést levonni ilyen az adatokból. A bázisként használt 1960–1990-es átlagadatokhoz képest ugyan látszik, hogy a R érték jellemzően pozitív tartományban tér el. A változásokban trendszerű, regionálisan értelmezhető tendencia azonban nem ismerhető fel. Ezért is megbízhatóbb információt a hosszabb időszakra vonatkozó átlag adatok adhatnak.



2. ábra A csapadékintenzitás értéke a 2021–50-es modellezett időszak egy-egy évében



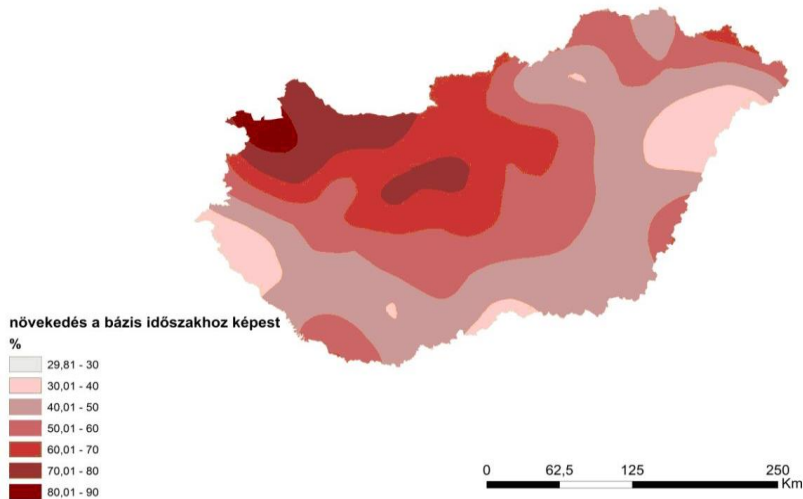
3. ábra Az R érték változása az 1960–1990 közötti bázisadatokhoz képest

A csapadékintenzitási értékek változása az átlagos modellértékek alkalmazásával elő-állítható. Az összehasonlítás a bázisként számított és kezelt 1960–1990-es évek átlagértékére vonatkozott. A vizsgálatban használt regionális éghajlati modellek ismerten nem azonos eredményeket adnak a csapadék mennyiségének számításánál. Ezen modellek eredményeit ezért külön-külön is szerepeltettük (3. táblázat), de a regionális következtetések levonása az átlagos értékek alapján történt. A növekedés mértéke mind a közelebbi mind a távolabbi időszakaszban jelentős, több mint a jelenlegi érték 50%-a.

3. táblázat Az átlagos csapadékin-tenzitási értékek változása

	R érték változás a bázisidőszakhoz (1961–90) viszonyítva			
	ALADIN		REMO	
	2021–2050	2071–2100	2021–2050	2071–2100
Átlag	+60,45%	+50,99%	+51,93%	+53,17%
Minimum	+41,38%	+28,79%	+27,86%	+29,81%
Maximum	+90,37%	+72,61%	+82,11%	+86,19%

Bázisadathoz képest az R érték meg is duplázódhat, ez a mérték azonban európai nézetben nem tűnik extrém nagy-nak. Ott az R csúcsértékek 4000-es értéket is meghaladják, itt az 1500-as lehet a maximális átlagérték, de nagyon mások a Ká-pát-medence környezeti fel-tételei és mások a gazdálkodás jellemzői is. Ez a növekedés egybecseng a 21. századra prog-nosztizált modelleredmények szerint növekvő, 30 mm feletti nagy csapadékok előfordulásá-val. Az R átlagérték növekedése területileg is becsülhető. Példaképp a REMO – ALADIN együttes átlagértékek változását mutatja be a 4. ábra. Ebben az időszakaszban a legnagyobb változás a középső és ÉNy-i medencerészen látható.



4. ábra REMO-ALADIN adattal számolt átlagos R értékének növekedése a 2071–2100 évekre

Korábbi elemzések szerint az elmúlt 100 évben a Kárpát-medencében a csapadékin-tenzitási index a nyári félévben növekedett (Lakatos et al. 2011). A klímaváltozás szenáriók szerinti modellezett sajátosságok alapján (pl. a csapadékos napok száma, a 30mm feletti csa-padékok megjelenése) a nyári félévi értékre vonatkozóan ez feltehetően nem folytatódik, de az évi az intenzitásnövekedés sejthető a kevesebb, de intenzívebb csapadékesemény miatt (4., 5. táblázatok). Ez lényesen nem más mennyiségű, de évi menetben átrendeződő csa-padékok jelent. A nyári félév kb. 20%-os csökkenését a téli ugyanilyen növekedése kb. kom-penzálja, de a nagyobb intenzitású csapadékok számának emelkedése az intenzitás növeke-dését jelzi.

4. táblázat Az éves csapadékmennyiség változása mm-ben az 1861–1990-es bázis időszakhoz képest a REMO és ALADIN modellek alapján (Szabó et al. 2011)

periódus	éves átlag	tavas	nyár	ősz	tél
2021–2050	-1 – 0	-7 – +3	-5	+3 – +14	-10 – +7
2071–2100	-5 – +3	-2 – +2	-26 – -20	+10 – +19	-3 – +31

5. táblázat A REMO és ALADIN modellek alapján számított csapadék és hőmérsékletváltozás 1960–1990-es bázishoz képest (Blanka et al. 2013)

paraméter	Változás mértéke az 1961-1990 időszak átlagához viszonyítva			
	REMO	ALADIN	REMO	ALADIN
	2021–2051	2021–2051	2071–2100	2071–2100
csapadék (mm év ⁻¹)	-42,6 – 58,5	-31,6 – 53,1	-16,5 – 101	-21,4 – (-84,2)
hőmérséklet (°C év ⁻¹)	1,2 – 1,5	1,7 – 2	3,4 – 3,7	3,4 – 3,7
RR > 30 mm (nap év ⁻¹)	0,7 – 1,0	0,6 – 1,2	1,0 – 1,5	0,9 – 1,3

A jelen évszázadi R érték becslésre a módosított Fournier indexet használtuk. Ennek szignifikáns korrelációját tudtuk kimutatni az elmúlt közel 30 év csapadékadatait használva az R és a z MFI között. Ezt a trendet használva a modelleredmények adataira támaszkodva a számításaink alapján a csapadékinintitás mintegy 50–80%-os növekedése várható erre az évszázadra. Az intenzitásban a közel 1000–1500 MJ-ra növekedő érték ugyan jelentősen elmarad az Olaszország, Horvátország vagy Szlovénia (valamint Ny-Skócia, D-Spanyolország) egyes régióinak maximális 5000–6000 MJ-os értékétől (Panagos et al. 2014). Az előre vetített R érték Magyarországra vonatkozóan ezen országok mai 1300–1600 MJ-os átlagos értékét közelíti. Természetesen a Kárpát-medencében erősen eltérő környezeti adottságok és területhasználat mellett jelentkezik ez az érték.

Az egyik legkézenfekvőbb következmény a növekvő csapadékinintitásnak a mezőgazdaságra gyakorolt hatása. Ennek mérésére (modell vagy Magyarországon szabvány szinten) a Wischmeier-Smith formula valamelyik verziója (EPIC, USLE, RUSLE stb.) használatos leginkább. Ezek ugyan 5–7 változót használnak, de a paraméterek közül kétségtelenül az csapadékinintitás (R) az, amelyikre érzékenyen reagál a talajerózió nagysága. A talajerózió mértékének szempontjából érzékeny a lejtőhossz, lejtőmeredekség, talajadottság is tényezője is, de ezek ebben a léptékben stabilnak tekinthetők. A talajerózió nagyságára érzékenyen reagál a felszínborítás is. Esetünkben azonban változásának inkább következménynek kellene lennie, mint az a talajerózió növekedési okozójának. A felszínborítás/területhasználat változtatása lehet az egyik beavatkozási pont, aminek kezelésével az erózió mértéke csökkenthető. A talajerózió nagyságának számítása azért sem egyszerű, mert az május szeptemberi időszakba lehet kritikus. A modellek szerinti klímaadatok távlatilag a csökkenő nyári félévi csapadék ellenére nagyobb R és nagyobb eróziós értéket mutatnak. A talajerózió mértékét a csapadék eróziós értékén túl a domborzati, a talaj és a felszínborítás adatai is szabályozzák. Épp e komplex rendszer miatt az R adatokból levonható következtetések csak hosszabb időszakok átlagos értékeiként tekinthetők, de hatásuk lehetséges következményei hasznos támogatást nyújthatnak a területfejlesztéshez.

Ezek alapján célszerű feladat lehet az R értékhez szükséges alapadatok pontosítása (pl. ENSEMBLES modell alkalmazásával), az alkalmazásnak a talajerózió felé vitele a vegetációváltozás szcenárióival.

IRODALOMJEGYZÉK

- Arnoldus HMJ (1980) An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. In: De Boedt M, Gabriels D (szerk) Assessment of Erosion. John Wiley & Sons, Chichester, 127-132
- Blanka V, Mezősi G, Meyer B (2013) Projected changes in the drought hazard in Hungary due to climate change. *Időjárás* 117:219-237
- Borrelli P, Diodato N, Panago P (2016) Rainfall erosivity in Italy: a national scale spatio-temporal assessment. *International J Dig Earth*, DOI:10.1080/17538947.2016.1148203
- Centeri C (2002) Az általános talajvesztés becslési egyenlet (USLE) K tényezőjének vizsgálata. PhD értekezés. Szent István Egyetem, Gödöllő
- Deumlich D, Funk R, Frielinghaus MO, Schmidt WA, Nitzsche O (2006) Basics of effective erosion control in German agriculture. *J Plant Nutr Soil Sci* 169:370-381
- van Dijk AI, Bruijnzeel LA, Rosewell CJ (2002) Rainfall intensity – kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *J Hydrol* 261:1-23
- Diodato N, Bellocchi G. (2007) Estimating monthly (R)USLE climate input in a Mediterranean region using limited data. *J Hydrol* 345:224-236
- Eltaif NI, Gharabeh MA, Al-Zaitawi F, Alhamad MN (2010) Approximation of rainfall erosivity factors in North Jordan. *Pedosphere* 20:711-717
- FAO 2004 <http://www.fao.org/docrep/006/y5160e/y5160e00.htm>
- Fournier F (1960) Climat et érosion. La relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. Presses Universitaires de France, Paris
- Goovaerts P (1999) Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. *Geoderma* 89:1-45
- Hernando D, Romana MG (2015) Estimating the rainfall erosivity factor from monthly precipitation data in the Madrid Region (Spain). *J Hydrol Hydromech* 63:55-62
- Jenece M, Kubatova E, Tripl M (2006) Revised determination of the rainfall-runoff erosivity factor R for application of USLE in Czech Republic. *Soil Water Res* 2:65-71
- Jordán Gy, van Rompey A, Szilassi P, Csillag G (2004) Digitális domborzatmodell alkalmazása GIS környezetben a Káli-medence talajerózió vizsgálatában. HUNDEM, Miskolc, <http://www.unimiskolc.hu/~fkt/hundem/Cikkek/Jordan%20Gy%20-%20A%20von%20Rompey%20-%20Szilassi%20P%20-%20Csillag%20G.pdf>
- Kertész Á, Richter G (1997) Results. Soil loss in the Örvényesi watershed In: The Balaton project. ESSC Newsletter. European Society for Soil Conservation Bedford, 22-26
- van der Knijff JM, Jones RJA, Montanarella L (2000) European Commission directorate general JRC joint research centre Space Applications Institute European Soil Bureau Soil Erosion Risk Assessment. p.38 - http://www.unisdr.org/files/1581_ereurnew2.pdf
- Lakatos M, Szentimrei T, Bihari Z (2011) Application of gridded daily data series for calculation of extreme temperature and precipitation indices in Hungary. *Időjárás* 115:99-109
- Lo A, El-Swaify SA, Dangler EW, Shinshiro L (1985) EI30 as an erosivity index in Hawaii. In: El-Swaify SA, Moldenhauer WC, Lo A (szerk) Soil erosion and conservation. Soil Conservation Society of America, Ankeny, 384-392
- Mezősi G, Meyer BC, Loibl W, Aubrecht Ch, Csorba P, Bata T (2013) Assessment of regional climate change impacts on Hungarian landscapes. *Reg Environ Change* 13:797-811
- Onchev NG (1985) Universal index for calculating rainfall erosivity. In: El-Swaify SA, Moldenhauer WC, Lo A (szerk) Soil erosion and conservation. Soil Conservation Society of America, Ankeny, 424-431
- Panagos P, Ballabio C, Borrelli P, Meusburger K, Klik A, Rousseva S, Tadić MP, Michaelides S, Hrabalíková M, Olsen P, Aalto J, Lakatos M, Rymaszewicz A, Dumitrescu A, Begueria S, Alew Ch (2015) Rainfall erosivity in Europe. *Sci Tot Environ* 511:801-814
- Renard KG, Freimund JR (1994) Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *J Hydrol* 157:287-306
- Sauerborn P, Klein A, Botschek J, Skowronek A (1999) Future rainfall erosivity derived from large-scale climate models – methods and scenarios for a humid region. *Geoderma* 93:269-276
- Stefanovics P (1992) Talajtan. Mezőgazda Kiadó, Budapest
- Szabó P, Horányi A, Krüzselyi I, Szépszó G (2011) The climate modelling at Hungarian Meteorological Survey: ALADIN and REMO. 36. Meteorológiai Tudományos Napok OMSZ, Budapest, 87-101
- Szücs P (2012) Az erózió lépték függése. PhD disszertáció. Pannon Egyetem, Keszthely
- Wischmeier WH (1959) A rainfall erosion index for a Universal Soil-Loss Equation. *Soil Sci Soc Am Proc* 23:246-249

Wischmeier WH, Smith DD (1978) Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. Agriculture Handbook No. 537. US Department of Agriculture, Washington DC